

**XXVI CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA
SANTAGO, CHILE, AGOSTO 2014**

**DESARROLLO DE UN SISTEMA DE SIMULACIÓN DE LARGO ALCANCE
TEMPORAL DE LA DINAMICA DEL RÍO DE LA PLATA: MODELO
ASTIDE**

Carolina Martínez, Pablo Santoro, Rodrigo Alonso, Mónica Fossati, Ismael Piedra-Cueva
Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental (IMFIA), Facultad de Ingeniería, Universidad de la
República, Uruguay. cmartinez@fing.edu.uy, psantoro@fing.edu.uy, ralonso@fing.edu.uy, mfossati@fing.edu.uy,
ismaelp@fing.edu.uy

RESUMEN:

Este trabajo tiene por objetivo presentar los avances realizados en los modelos numéricos del Océano Atlántico Sur (ASTide) y del Río de la Plata (RPtide). En primer lugar se describen las características principales del modelo utilizado (MOHID). Luego se describe el procedimiento de re-calibración realizado del ASTide con el objetivo de mejorar la calidad en la representación de las condiciones hidrodinámicas en la zona del Atlántico Sur cercana al Río de la Plata. Se analizan varios parámetros del mismo realizando diversas simulaciones tests de corta duración, las cuales fueron evaluadas comparando con datos de niveles medidos en la zona. Se selecciona la configuración a partir de la cual se obtienen los mejores resultados y se procede a una etapa de validación simulando un periodo de tiempo mayor. Los errores en la representación de los niveles utilizando la configuración elegida se reducen en aproximadamente 15% y 22% en Mar del Plata y La Paloma respectivamente respecto a la configuración anterior del modelo ASTide. Por último se describen las características generales del modelo local tridimensional baroclínico RPtide que actualmente se está implementando.

ABSTRACT:

This work aims to present the progress made in the numeric models of the South Atlantic Ocean (ASTide) and the Rio de la Plata (RPtide). Firstly the main features of the model used (MOHID) are described. In the next place the process of re-calibration of ASTide is described, which was made with the aim of improving the quality of representation of the hydrodynamic conditions in the South Atlantic area near the Rio de la Plata. Several parameters of the model were analyzed by performing various test simulations of short duration, which were evaluated by comparing with level measures of the area. Configuration from which the best results are obtained is selected and proceeds to a validation stage by simulating a longer period of time. The errors in the level representation using the selected configuration are reduced by approximately 15% and 22% in Mar del Plata and La Paloma respectively over the previous ASTide model configuration. Finally the general features of three-dimensional baroclinic RPtide local model that is currently being implemented are described.

PALABRAS CLAVES: Modelación numérica; Río de la Plata; Hidrodinámica; Calibración.

INTRODUCCIÓN

La hidrodinámica del Río de la Plata además de estar controlada por los forzantes locales (atmosféricos, caudales erogados por sus afluentes, etc.), depende fuertemente de las mareas astronómica y meteorológica que ingresan desde el Océano Atlántico (Santoro, y otros, 2013). En el IMFIA se viene trabajando desde hace varios años en la aplicación del modelo tridimensional baroclínico MOHID (Neves, 2013) para estudiar a nivel global el campo hidrodinámico del Río de la Plata y su Frente Marítimo. Inicialmente se utilizaba información de niveles medidos en la zona exterior del Río de la Plata como condición de borde del modelo para representar el ingreso de la onda de marea (Fossati, 2013), lo cual presentaba dos desventajas principales: la imposibilidad de abordar situaciones que requieren información de pronóstico a corto plazo en tiempo real y los inconvenientes en relación a la disponibilidad de datos de mediciones de buena calidad e ininterrumpidos. Es así que surgió la necesidad de independizarse de las mediciones y adoptar una estrategia de modelos encajados. Se parte de un primer nivel a escala regional que abarca gran parte del Océano Atlántico Sur, denominado AS tide, y un segundo nivel a escala local del Río de la Plata denominado RP tide.

El modelo AS tide surgió en el año 2008 utilizando un dominio de cálculo [22°S; 60°S]-[70°W; 20°W] con una malla bidimensional estructurada en latitud-longitud con una discretización constante de 0,1°. En trabajos posteriores se redujo el dominio, se mejoró la información batimétrica y se calibró el modelo para que represente correctamente la propagación de la marea astronómica (Fernández, 2011). Finalmente se le incorporó al modelo hidrodinámico el forzante atmosférico en la superficie (vientos y presiones) obtenido de los reanálisis del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) de USA (Saha, 2010).

En este trabajo se presentan por un lado los avances realizados en el modelo AS tide, es decir, el procedimiento de re-calibración efectuado para representar correctamente la marea astronómica y meteorológica, y las mejoras obtenidas. Por otro lado se presentan las características principales del modelo local RP tide en el que actualmente se está trabajando. El trabajo se estructura de la siguiente manera: en primer lugar se mencionan las principales características del modelo numérico MOHID; seguido por la descripción de la implementación del modelo en el área de estudio y la explicación de la metodología utilizada para realizar la re-calibración y validación del modelo; finalmente se presentan los resultados y las conclusiones obtenidas.

DESCRIPCIÓN DEL MODELO HIDRODINÁMICO

El modelo numérico MOHID ha sido desarrollado en el Instituto Superior Técnico - Maretec de Portugal y describe el flujo en diversos tipos de cuerpos de agua. Es un modelo de flujo a superficie libre tridimensional baroclínico de volúmenes finitos basado en las ecuaciones de Navier-Stokes con las aproximaciones de Boussinesq e hidrostática. (Martins, 2000).

Ecuaciones gobernantes

El modelo resuelve las ecuaciones primitivas tridimensionales para fluido incompresible. Las ecuaciones de cantidad de movimiento para las velocidades horizontales del flujo medio en coordenadas cartesianas se presentan en las Ecs. 1 y 2. La ecuación de continuidad para fluido incompresible se presenta en la Ec. 3.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial(uu)}{\partial x} - \frac{\partial(uv)}{\partial y} - \frac{\partial(uw)}{\partial z} + fv - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left((v_H + v) \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left((v_H + v) \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left((v_t + v) \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad [1]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial(vu)}{\partial x} - \frac{\partial(vv)}{\partial y} - \frac{\partial(vw)}{\partial z} - fu - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left((v_H + v) \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left((v_H + v) \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left((v_t + v) \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad [2]$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad [3]$$

Donde u , v , w son las componentes del vector velocidad en la dirección x , y , z respectivamente, f es el parámetro de Coriolis, ν_H y ν_t son las viscosidades turbulentas en las direcciones horizontal y vertical, ν es la viscosidad cinemática turbulenta y p es la presión. La superficie libre se obtiene por integración de la ecuación de continuidad sobre toda la columna de agua e imponiendo las condiciones de borde cinemáticas en el fondo y en la superficie (Ec. 4). La aproximación de hidrostática utilizada se explicita en la Ec. 5, donde g es la aceleración de la gravedad.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-h}^{\eta} u dz \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-h}^{\eta} v dz \right) \quad [4]$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0 \quad [5]$$

Condiciones de borde

En la superficie libre los flujos convectivos de cantidad de movimiento, salinidad y temperatura son nulos. Esta condición se impone directamente en las ecuaciones considerando que el flujo vertical en las celdas superficiales es cero. Por otro lado, el flujo difusivo de cantidad de movimiento se impone explícitamente en la capa superficial a través de la tensión de corte debida al viento, la cual es calculada a partir de la Ec. 6. Siendo C_D el coeficiente de arrastre, ρ_a la densidad del aire y W la velocidad del viento a 10m sobre la superficie libre. El coeficiente de arrastre puede definirse como un valor constante o ser calculado a partir de la formulación de Large & Ponds (Ec. 7) que relaciona linealmente dicho coeficiente con la intensidad del viento. Los flujos difusivos de temperatura y salinidad también se imponen nulos en la superficie libre.

$$\vec{\tau}_w = C_D \rho_a \vec{W} |\vec{W}| \quad [6]$$

$$C_D = 0,44 + 0,63 |\vec{W}| \quad [7]$$

En el fondo la condición de borde impuesta para los flujos advectivos es que sean nulos. El flujo difusivo de cantidad de movimiento por la cara inferior de las celdas de fondo se impone como una tensión de corte que se calcula por una ley cuadrática en función de la velocidad V de la celda de fondo y el coeficiente drag de fondo C_f (Ec. 8). Este último puede calcularse a partir del número de Manning n de acuerdo a la Ec. 9, donde h es la profundidad local y g la aceleración de la gravedad. Los flujos difusivos de temperatura y salinidad en el fondo son nulos.

$$\vec{\tau}_w = C_f \vec{V} |\vec{V}| \quad [8]$$

$$C_f = \frac{2gn^2}{h^{1/3}} \quad [9]$$

Bordes laterales abiertos

Las fronteras laterales abiertas se introducen como forma de limitar el dominio de cálculo a la región de interés. En estas fronteras deben imponerse valores de las variables de cálculo de forma de garantizar que la información correspondiente a lo que sucede fuera del dominio ingrese a la zona de cálculo y deben permitir que las ondas del interior del dominio se propaguen a través de las mismas y que el fluido pase libremente por éstas. La condición de nivel se utiliza en las fronteras influenciadas por la marea, la de caudal para representar la descarga de afluentes, y también se pueden imponer velocidades, temperaturas, salinidad, etc. Por otro lado, el MOHID permite usar el esquema de relajación Blumberg-Kantha como condición de borde en la frontera abierta (Ec. 10), la cual se encarga de transmitir la información de un modelo global a un modelo regional.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c n \nabla \eta = \frac{\eta_{ref} - \eta}{T_{lag}} \quad [10]$$

Donde η es el nivel de la superficie libre calculado con el modelo, η_{ref} es el nivel de la superficie libre impuesto por la solución de referencia, c es la velocidad de fase de la onda y T_{lag} el tiempo de relajación.

Viscosidad y difusividad turbulenta

El MOHID tiene implementadas varias expresiones para determinar los coeficientes de viscosidad turbulenta. Valores constantes o variables calculados según la formulación de Smagorinsky (Ec. 11) son las opciones para determinar los coeficientes en la dirección horizontal, siendo k un parámetro de calibración del modelo.

$$\nu_H = k \cdot dx \cdot dy \cdot \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad [11]$$

Los coeficientes horizontales y verticales de difusividad son calculados en el MOHID a partir de los coeficientes de viscosidad turbulenta horizontales y verticales respectivamente. Se considera que la viscosidad y la difusividad se relacionan a través de un factor de proporcionalidad, el Número de Schmidt. Adicionalmente el MOHID permite implementar un filtro bi-armónico a la turbulencia, este es un término extra adicionado en el flujo turbulento viscoso (J) que filtra las oscilaciones de alta frecuencia en un modelo numérico de advección-difusión de una propiedad C (Ec. 12). Donde K es el coeficiente de difusión de Fick y κ el coeficiente del filtro.

$$J = -K \nabla C + \nabla(\kappa \nabla^2 C) \quad [12]$$

IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO DEL ATLÁNTICO SUR

Para la aplicación del MOHID a un área determinada se deben introducir una serie de datos iniciales y de contorno particulares del área que se pretende simular. El primer paso para realizar una simulación es generar una malla de cálculo y conocer la batimetría de la región delimitada por la malla. Otros datos necesarios para realizar una simulación son las variables que se deben especificar en las fronteras, como por ejemplo la elevación de la superficie libre en los bordes abiertos, el caudal de ingreso en las secciones de aporte fluvial o el coeficiente de rozamiento del fondo.

El dominio de cálculo utilizado en este caso es [22°S; 54,4°S]-[70°W; 45,5°W] con una malla bidimensional estructurada en latitud-longitud con una discretización constante de 0,1° (Figura 1). La batimetría del área de interés fue generada a partir de datos batimétricos digitalizados extraídos del GEBCO, del proyecto FREPLATA y del Servicio de Hidrografía Naval de Argentina. En cuanto a la línea de costa de la región de estudio se utilizaron datos extraídos del NOAA/NGDC Marine Geology and Geophysics Division.

La condición de borde de la frontera oceánica se utiliza para imponer el efecto de la marea astronómica sobre el dominio de cálculo, para lo cual se calculó la elevación de la superficie libre en 63 nodos distribuidos en la frontera oceánica a partir de la superposición de 13 componentes armónicas de la marea, solución del modelo FES2004. Además se implementa una condición de borde de relajación con el esquema de Blumberg & Kantha, utilizando un tiempo de relajación de 100 segundos para las zonas de aguas profundas, de 1000 segundos para las zonas de aguas poco profundas y una variación lineal en las zonas de transición. Como condición inicial del modelo se impusieron velocidades nulas en todo el dominio y un nivel de 0,91m. El forzante atmosférico en la superficie incorporado (vientos y presiones) es el obtenido de los reanálisis del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) de USA (Saha, 2010) de 6 hs de resolución temporal y 0,5° de resolución espacial.

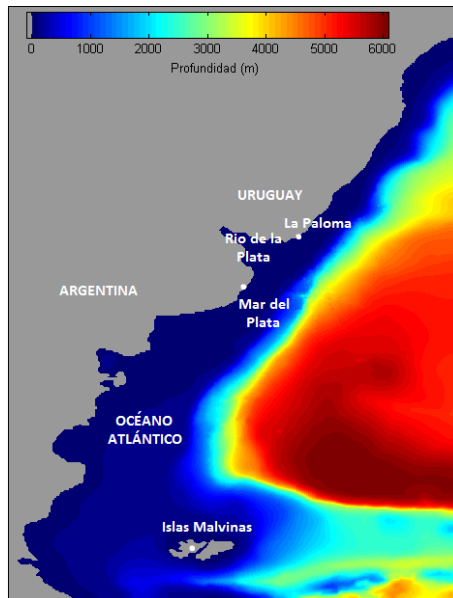


Figura 1.- Dominio y batimetría del modelo numérico ASTide

METODOLOGÍA DE RE-CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL ASTIDE

La metodología empleada en la re-calibración consiste en la realización de diferentes simulaciones test de corta duración cambiando en cada una de ellas alguno de los parámetros de calibración del modelo que intervienen en los principales procesos representados. Específicamente se modifican: el coeficiente de arrastre del viento (C_d), la rugosidad de fondo (n), la influencia de la presión atmosférica, la parametrización de la turbulencia, la condición de borde en la frontera abierta y el paso de tiempo de cálculo. De esta manera se determinó la sensibilidad del modelo frente a cada uno de los cambios realizados en los parámetros. El periodo seleccionado para realizar las simulaciones de prueba es el mes de Marzo de 2004. Una vez realizadas todas las simulaciones de prueba se compararon los resultados con medidas de niveles registradas durante el periodo simulado en dos estaciones mareográficas ubicadas en la zona del Frente Marítimo de la boca del Río de la Plata (Mar del Plata y La Paloma, ver ubicación en Figura 1). Se realizó un análisis de la representación de la amplitud vs período de las ondas y se estudió el error de cada una a partir del cálculo de tres indicadores estadísticos: la raíz del error centrado cuadrático medio (CRMSE, Ec. 13), el CRMSE relativo (CRMSE dividido amplitud media) y el coeficiente de correlación (R , Ec. 14).

$$CRMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_1^N [(x_i - \bar{x}) - (y_i - \bar{y})]^2} \quad [13]$$

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_1^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y} \quad [14]$$

Donde \bar{x} e \bar{y} son los valores medios de la serie de niveles modelados (x_i) y medidos (y_i), respectivamente, N es la cantidad de datos, y σ_x y σ_y representan las desviaciones estándar de las series de niveles modelados y medidos, respectivamente.

Para seleccionar la mejor parametrización se analizaron los errores de niveles obtenidos, las visualizaciones en diagramas de Taylor de los mismos, y la influencia de cada parámetro sobre los resultados de niveles del modelo. Posteriormente se realizó la etapa de validación del modelo simulando los años 2003 y 2004 con la configuración elegida, donde se calcularon los indicadores estadísticos antes mencionados para cada mes simulado y se visualizaron los errores en diagramas de Taylor. Por último se analizaron las componentes armónicas de la marea comparándolas con mediciones y con los resultados obtenidos utilizando la configuración anterior del ASTide (donde la marea astronómica fue calibrada).

RESULTADOS

Influencia de los parámetros de calibración sobre los resultados

Influencia de la tensión de corte en superficie

La influencia de la tensión de corte en superficie sobre los resultados del modelo se estudió a partir de variaciones en el coeficiente de arrastre del viento (C_d). Se llevaron a cabo simulaciones de prueba utilizando la formulación de Large & Ponds para el cálculo de C_d y con distintos valores de C_d constantes. En la Figura 2 se observa la comparación gráfica de las series de niveles resultantes de las simulaciones de prueba donde el valor de C_d fue modificado.

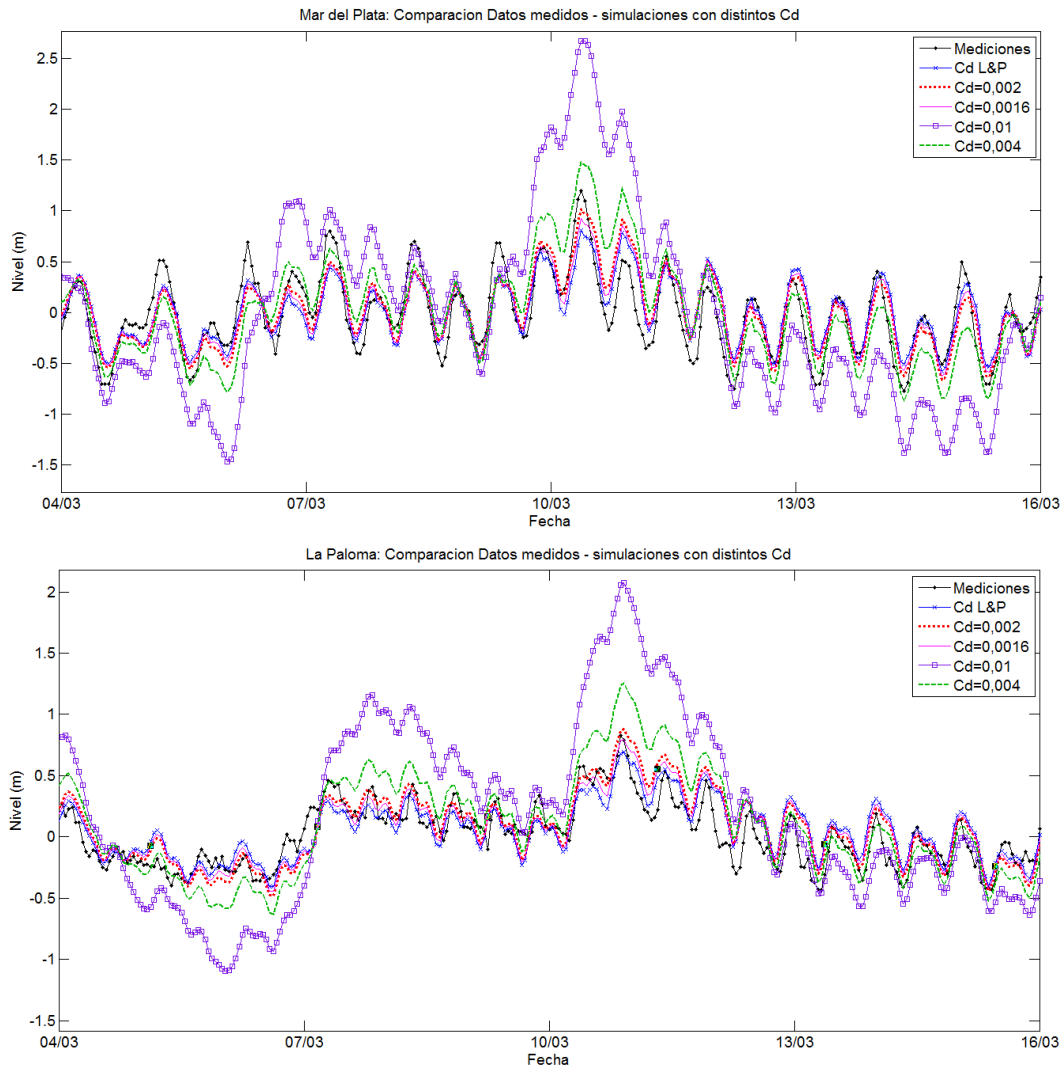


Figura 2.- Comparación de niveles medidos y simulados con distintos C_d en Mar del Plata (panel superior) y La Paloma (panel inferior).

A partir de la Figura 2 se observa que la variación del valor de C_d tiene gran influencia en los resultados del modelo. Al aumentar el valor del mismo se observa un aumento del valor máximo de nivel y una disminución del mínimo, por lo que la amplitud media de las oscilaciones aumenta. También se observa que el efecto del aumento del C_d se hace más notorio en eventos de marea altamente meteorológica y menos notorio en periodos de marea astronómica, donde no hay presencia de fuertes vientos.

Influencia de la rugosidad de fondo

La rugosidad de fondo se representa a partir del número de Manning. El análisis de la sensibilidad del modelo a este parámetro se realizó a partir de las simulaciones de prueba donde el

mismo fue modificado. Los resultados obtenidos (no presentados) muestran que las variaciones en la rugosidad de fondo tienen muy poca influencia en los resultados. Esto es esperable ya que las profundidades del dominio determinan que en su mayoría se traten de aguas profundas, donde la tensión de corte en el fondo no es relevante para el cálculo de niveles.

Influencia de la presión atmosférica

Para estudiar la influencia de la presión atmosférica sobre los resultados del modelo se compararon los resultados obtenidos de simulaciones donde se consideró la presión atmosférica como forzante y donde la presión fue desactivada (ver Figura 3). Se concluye que la presión atmosférica tiene una gran influencia sobre los resultados del modelo, no hallándose un patrón claro de la misma; hay picos donde el nivel simulado sin presiones supera al simulado con presiones y otros donde se da lo opuesto. Sin embargo, el cálculo de los errores de las series simuladas con respecto a las mediciones indica que al no considerar la presión la calidad del ajuste se incrementa.

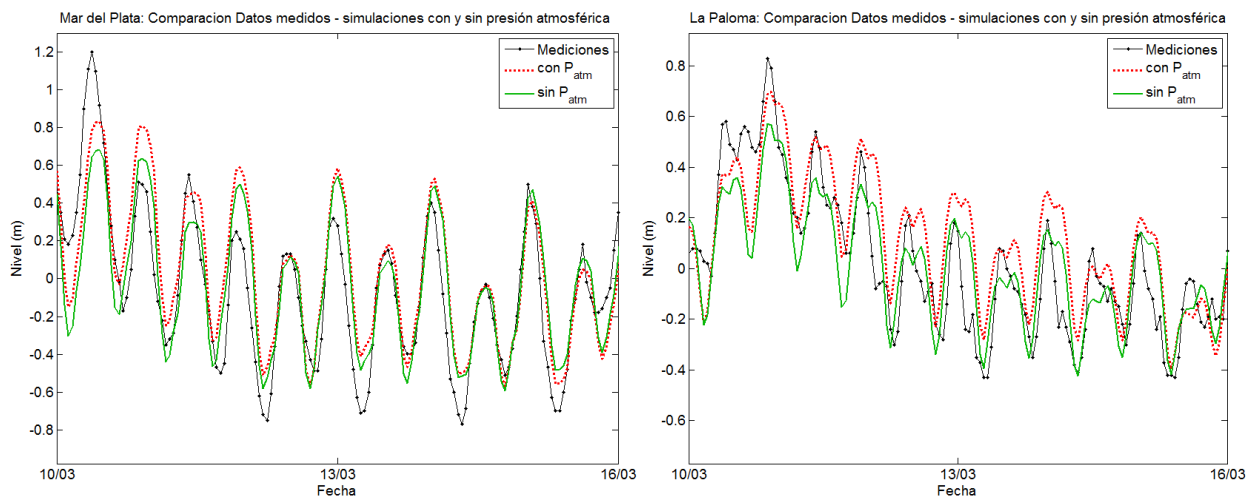


Figura 3.- Comparación de niveles medidos y simulados con y sin presión en Mar del Plata (panel izquierdo) y La Paloma (panel derecho).

Influencia de la parametrización de la turbulencia

Se analizó la sensibilidad del modelo ante cambios en la formulación de la viscosidad horizontal para el cálculo la turbulencia y la influencia de un filtro bi-armónico implementado para filtrar las oscilaciones de alta frecuencia en el cálculo del flujo horizontal turbulento viscoso.

A partir de estos análisis se concluye que los resultados no son sensibles a la forma de parametrizar la viscosidad horizontal para el cálculo de la turbulencia, ya sea utilizando la formulación de Smagorinsky o un valor de viscosidad horizontal constante. Sin embargo el efecto de la consideración del filtro sobre los resultados es levemente apreciable, obteniendo menores errores de niveles al utilizar coeficientes de filtro apropiados. Al disminuir dicho coeficiente, y por lo tanto refinar el filtro, la onda se suaviza y se atrasa levemente (en el orden de 1 hora en el caso de Mar del Plata) con respecto a la de coeficiente mayor.

Influencia del tipo de condición de relajación en la frontera abierta

En el proceso de re-calibración se estudió el efecto de la condición de borde de relajación Blumberg-Kantha y se analizó la sensibilidad del modelo a variaciones en el tiempo de relajación. Se realizaron simulaciones sin considerar la condición de relajación en los bordes y considerando la misma formulación de Blumberg-Kantha pero con tiempo de relajación de 200 segundos en aguas profundas y 2000 segundos en aguas poco profundas (ver Figura 4).

En la Figura 4 se observa que las variaciones en la condición de relajación tienen relativa afectación de los resultados del modelo. La serie resultante de la configuración sin relajación es similar a la obtenida utilizando un tiempo de relajación de 100/1000s. Sin embargo las diferencias

se hacen más notorias cuando se utiliza un tiempo de relajación de 200/2000s, aunque no es posible identificar un patrón de influencia claro.

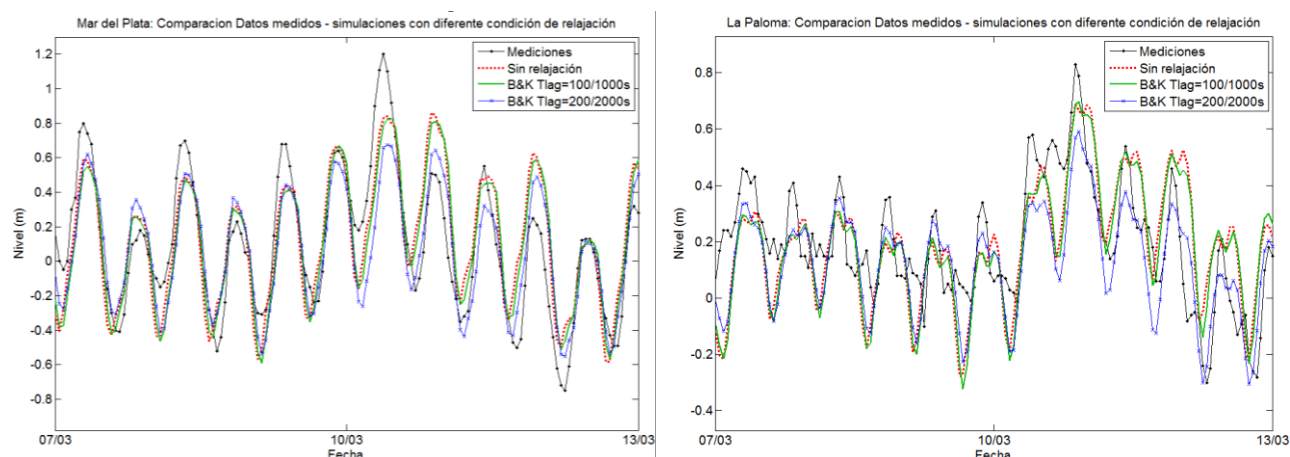


Figura 4.- Comparación de niveles medidos y simulados con distinta condición de relajación en la frontera abierta en Mar del Plata (panel izquierdo) y La Paloma (panel derecho).

Influencia del paso de tiempo de cálculo

Se analizó la sensibilidad del modelo a variaciones en el paso de tiempo de cálculo, para lo cual se realizaron simulaciones de prueba utilizando distintos pasos de tiempo: 60, 120 y 180 segundos. Los resultados obtenidos (no presentados) muestran que no hay variaciones significativas en los resultados obtenidos al utilizar un paso de tiempo menor. Por lo tanto se selecciona el paso mayor, de 180 segundos, para disminuir los tiempos de cálculo.

Elección de la configuración final del modelo

Una vez culminada la etapa de re-calibración se selecciona una configuración final que representa mejor los niveles medidos. La elección se basa en los errores obtenidos en cada simulación de prueba y en el análisis de la influencia de cada parámetro sobre los resultados del modelo. Las características principales de la configuración elegida son las siguientes: presión atmosférica desactivada; formulación de Large & Ponds para el cálculo del coeficiente de arrastre del viento; número de Manning igual a 0,005; condición de relajación Blumberg-Kantha en las fronteras abiertas con tiempo de relajación de 100/1000s; formulación de Smagorinsky con coeficiente de 0,1 para el cálculo de la viscosidad horizontal turbulenta; filtro bi-harmónico de coeficiente $1e11$.

Evaluación de la calidad del modelo

Para validar los resultados se simuló los años 2003 y 2004 y se calcularon los errores de niveles resultantes del modelo con respecto a las mediciones para cada mes del periodo utilizando los indicadores estadísticos antes mencionados. En la Figura 5 se visualizan los errores obtenidos en diagramas de Taylor en Mar del Plata y La Paloma, donde cada punto representa un mes simulado. El promedio de error, medido como CRMSE, es de 0,217 m en Mar del Plata y de 0,210 m en La Paloma.

En los diagramas de Taylor se observa que la nube de puntos correspondiente a cada mes simulado está agrupada, presentándose mayores desviaciones en La Paloma. Esto significa que la calidad de representación del modelo utilizando la configuración elegida es consistente y que en promedio los errores de niveles no varían significativamente en el periodo de tiempo simulado. Las mayores desviaciones presentes en La Paloma son debidas a que la variación de niveles allí es más compleja, la amplitud media es considerablemente menor que en Mar del Plata y por lo tanto existe una mayor incidencia de la marea meteorológica sobre las mismas.

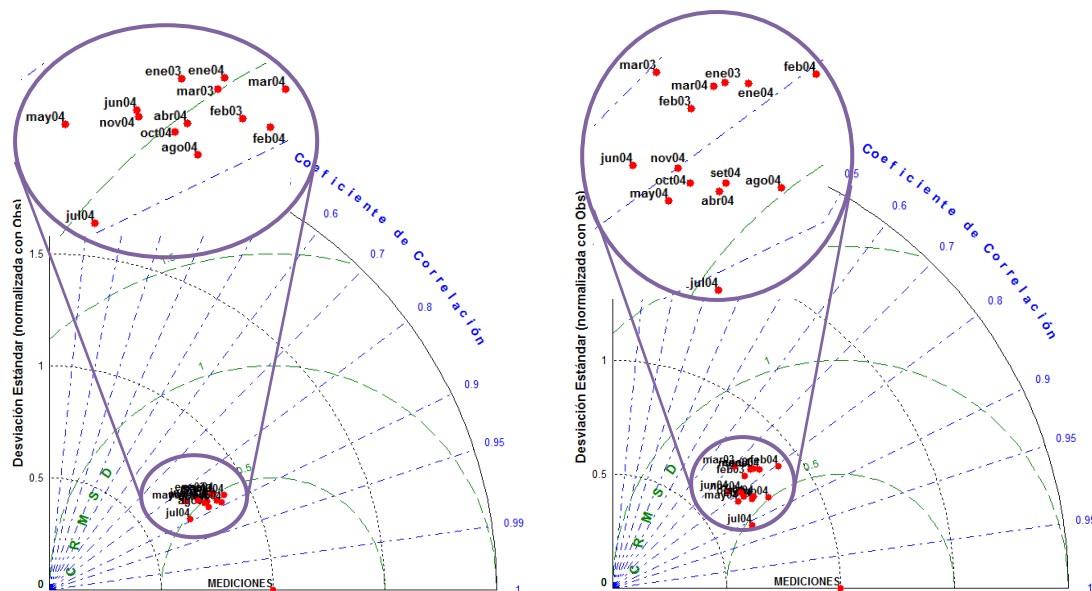


Figura 5.- Diagrama de Taylor de errores mensuales de nivel en Mar del Plata (panel izquierdo) y La Paloma (panel derecho).

AVANCES EN LA ESTIMACIÓN DE LA TENSIÓN SUPERFICIAL DEL ASTIDE

Para complementar el trabajo de mejora en la calidad de los resultados del modelo AStide se comenzó a evaluar la influencia del oleaje en la representación de la marea meteorológica en el Atlántico Sur, a través de la afectación de la tensión de corte generada por el viento en la superficie libre. Para esto se utilizan resultados del modelo de oleaje WaveWatch III implementado y calibrado en el dominio del AStide (Alonso et al, 2012). El modelo de oleaje calcula la tensión en superficie a partir del viento y tiene en cuenta cómo la misma se modifica por la presencia del oleaje. El modelo hidrodinámico es forzado directamente a partir de estas tensiones. La comparación de tensiones en superficie con y sin oleaje muestra diferencias apreciables en las zonas de mayor altura significativa de oleaje. Se continuará trabajando en este aspecto para considerar al oleaje como otro factor incidente de la tensión superficial de corte del viento en el modelo AStide.

IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO DEL RÍO DE LA PLATA

Actualmente se está trabajando en la implementación de un modelo numérico hidrodinámico tridimensional del Río de la Plata denominado RPtide. Este modelo es forzado por la información resultante del modelo AStide en las fronteras abiertas, por vientos de alta resolución en la superficie obtenidos del modelo atmosférico global ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) con una resolución espacial de $0,25^\circ$ y temporal de 6 hs, y por los aportes de caudal de los ríos Uruguay, Paraná-Las Palmas y Paraná-Guazú.

El dominio de cálculo, que se presenta en la Figura 6, está conformado por una malla tridimensional estructurada en latitud-longitud con una discretización constante de $0,02^\circ$ y diez capas horizontales definidas a partir de coordenadas tipo sigma de coeficiente constante. Dicho dominio comprende la zona delimitada entre Mar del Plata (Argentina) y Río Grande (Brasil), incluyendo la zona de la desembocadura de los ríos Uruguay y Paraná y extendiéndose aproximadamente unos 170 km mar adentro en los bordes. La batimetría de la zona fue elaborada a partir de datos provenientes de cartas del Servicio de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología de la Armada (SOHMA) y del Servicio de Hidrografía Naval argentino (SHN). La línea de costa se construyó en base a datos extraídos del NOAA/NGDC Marine Geology and Geophysics Division y a partir de información local de mayor resolución. Se ha comenzado a trabajar en la calibración de este modelo a partir de mediciones de niveles y velocidades para que represente correctamente la hidrodinámica del estuario.

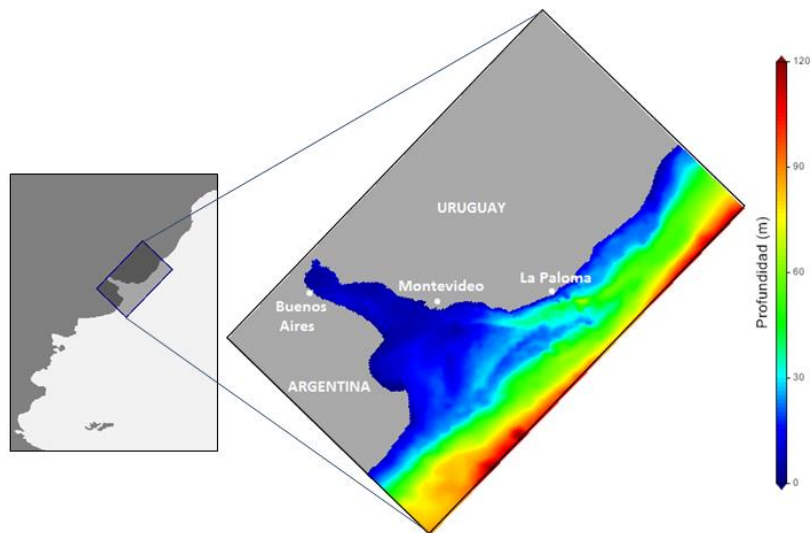


Figura 6.- Dominio y batimetría del modelo numérico RPtide

CONCLUSIONES

Se ha analizado la sensibilidad de diversos parámetros del modelo hidrodinámico MOHID durante el proceso de re-calibración del modelo del Atlántico Sur AStide implementado. Como resultado se cuenta con una configuración que mejora la calidad en la representación de la propagación de las ondas de marea astronómica y meteorológica del Atlántico Sur al Río de la Plata. Básicamente el error medido como CRMSE en la representación de los niveles se reduce en promedio 15% y 22% en Mar del Plata y La Paloma respectivamente respecto a la configuración anterior del modelo AStide (Fernández, 2010). Por otro lado se está trabajando en la implementación del nuevo modelo local RPtide, el cual recibe como condición de borde los resultados del AStide, por lo que la mejora en la calidad de los resultados del modelo regional permitirá un mejor desempeño del RPtide.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alonso, R.; Goldsztn, E.; Teixeira L.** (2012), "Avances en la evaluación de la utilización de la energía undimotriz en Uruguay", *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, San José, Costa Rica*.
- Fernández, F., Santoro, P., Fossati, M., & Piedra-Cueva, I.** (2010). "Evaluación de un modelo hidrodinámico regional pre-operacional". *XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Punta del Este, Uruguay*.
- Fernández, M., & Piedra-Cueva, I.** (2011). *Revisión de un modelo regional de marea astronómica implementado sobre la región suroeste del océano atlántico*. Tesis de maestría en mecánica de los fluidos aplicada.
- Fernández, M., Santoro, P., Fossati, M., & Piedra-Cueva, I.** (2012). "Revisión y mejora de un modelo regional de marea astronómica implementado sobre la región SW del Océano Atlántico". *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, San José, Costa Rica*.
- Fossati, M., & Piedra-Cueva, I.** (2013). "A 3D hydrodynamic numerical model of the Río de la Plata and Montevideo's coastal zone". *Applied Mathematical Modelling* (Vol. 37 (3)).
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O.** (2006). "Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004". *Ocean Dynamics*, Vol. 56, pp. 394-415.
- Martins, F., Leitao, P., Silva, A., & Neves, R.** (2000). "3D modelling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach". *Oceanol. Acta 24 (Suppl.)*.
- Neves, R.** (2013). *MOHID Concept, in Ocean modelling for coastal management – Case studies with MOHID*. M. Mateus, & R. Neves, *IST Press*, pp. 1-11.
- Saha, S., & co-authors.** (2010). "The NCEP Climate Forecast System Reanalysis". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91:8, pp. 1015-1057.
- Santoro, P., Fernández, M., Fossati, M., Cazes, G., Terra, R., & Piedra-Cueva, I.** (2011). "Pre-operational hydrodynamic model for the Río de la Plata: implementation and preliminary results". *Applied Mathematical Modelling*, Vol. 35 (5), pp. 2462-2478.
- Santoro, P., Fossati, M., & Piedra-Cueva, I.** (2013). "Study of the meteorological tide in th Río de la Plata". *Continental Shelf Research*, Vol. 60, pp. 51-63.